

Ewolucja Doliny Azau w Wielkim Kaukazie

Abstrakt

Na przełomie sierpnia i września 2006 roku poddano szczegółowym badaniom formy i procesy geomorfologiczne charakterystyczne dla doliny Azau położonej między masywem Elbrusa (5642 m n.p.m.) a Głównym Grzbieciem Wielkiego Kaukazu. Dolina Azau zawdzięcza swój współczesny wygląd zarówno holocenijskiej aktywności wulkanicznej Elbrusa, a także działalności lodowców górskich oraz intensywnych procesów fluwialno-denudacyjnych. Głównym świadectwem intensywnej działalności lodowca Wielki Azau mającego największy wpływ na formowanie się doliny, jest kompleks 13 wałów moren czołowych, które znaczą zasięg czoła lodowca na przestrzeni czasu od XIII w. do 2005 roku. Analiza rozmieszczenia wałów pozwoliła na określenie tempa cofania się czoła lodowca Wielki Azau, które można określić jako bardzo duże. Dno doliny zajęte przez osady pochodzenia glacialnego ostatniego zlodowacenia jest współcześnie zarówno nadbudowywane wskutek intensywnych procesów stokowych, jak i degradowane wskutek działalności proglacialnej rzeki Baksan. Ogół procesów geomorfologicznych mających miejsce w Dolinie Azau sprawił, że posiada ona typowo wysokogórski charakter i stanowi doskonały poligon do badań naukowych.

¹ Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Wprowadzenie

Kaukaz to kraina geograficzna rozciągająca się między Morzem Czarnym i Azowskim na zachodzie, a morzem Kaspijskim na wschodzie (ryc.1). Najwyższą, najbardziej masywną częścią Kaukazu jest współcześnie zlodowacone pasmo Kaukazu Wielkiego (Elbrus, 5642 m n.p.m.) rozciągające się na długości ok. 1500 km i szerokości 110-180 km. Ze względu na zróżnicowanie geomorfologiczne i geologiczne, obszar Kaukazu Wielkiego podzielono na 3 części: Kaukaz Zachodni (rozciągający się między Morzem Czarnym a Elbrusem), Kaukaz Centralny (biegnący od Elbrusa po Kazbek) oraz Kaukaz Wschodni (biegnący od podnóży Kazbeka po Morze Kaspijskie) (Saysse-Tobiczyk, 1961). Kaukaz Wielki jest górotworem alpejskim złożonym z grzbietów, które układają się w trzy podłużne strefy: osiową (zbudowaną z prekambryjskich i paleozoicznych skał krystalicznych) oraz dwie strefy zboczowe położone po północnej i południowej stronie strefy osiowej (zbudowane głównie ze skał osadowych mezozoiku). Krystaliczna strefa centralna Kaukazu Wysokiego urozmaicona jest ogromnymi stożkami wygasłych wulkanów (m. in. Elbrus i Kazbek) (Czeppe i in., 1966).



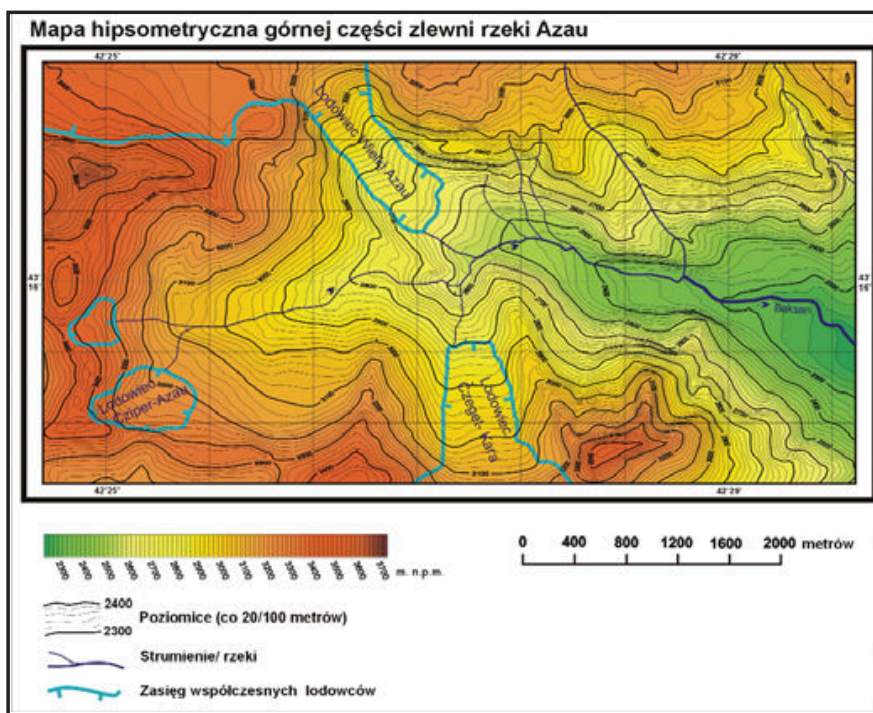
Ryc. 1. Położenie Wielkiego Kaukazu (źródło: „Geograficzny atlas świata“, PPWK, Warszawa-Wrocław, 1987)

Podczas orogenezy alpejskiej obszar ten podlegał częstym i silnym wypiętrzeniom i obniżeniom, którym towarzyszyło powstanie ogromnych uskoków, a świadectwem ich obecności są bardzo głębokie, prostoliniowe doliny kaukaskie o tektonicznej genezie. Dowodem na to, że ruchy tektoniczne nie zostały na tym obszarze zakończone, świadczą częste i silne trzęsienia ziemi nękające Kaukaz (Wdowiak, 1967)

Położenie terenu badań

W sierpniu 2006 roku zostały przeprowadzone badania sedymentologiczne w Dolinie Azau mające na celu scharakteryzowanie cech teksturalnych osadów budujących wały moren czołowych. Trwające miesiąc badania pozwoliły na zebranie materiału, w którego skład wchodzi nie tylko dane sedymentologiczne, ale również informacje dotyczące budowy geologicznej oraz form i procesów geomorfologicznych.

Dolina Azau położona jest w najbardziej zachodniej części strefy osiowej Kaukazu Centralnego. Stanowi ona źródłowy odcinek doliny Baksanu, który na długości 90 kilometrów głęboko wcina się zarówno w krystaliczne i wulkaniczne skały strefy osiowej jak i osadowe skały północnej strefy peryferyjnej Kaukazu Centralnego wykorzystując potężną strefę uskokową rozdzielającą Grzbiet Główny od Grzbietu Boczno Kaukazu Centralnego (Bashenina, 1974). Objęty badaniami źródłowy odcinek Doliny Azau cechuje się unikalnym w skali całego Kaukazu położeniem, z którym wiąże się bardzo ciekawa i skomplikowana budowa geologiczna oraz specyfika rzeźby terenu. Lewe zbocze doliny na tym odcinku należy do masywu Elbrusa - wulkanu, który orograficznie należy do systemu Grzbietu Boczno Kaukazu Centralnego, natomiast prawe zbocze wchodzi w skład systemu Grzbietu Głównego. Zamknięcie doliny na wysokości ok. 2640 m. n.p.m. stanowi czoło lodowca Wielki Azau. Długość całej doliny wynosi 7 km, natomiast jej dno położone jest na wysokości 2000-2640 m. n.p.m (ryc.2). Obszar objęty badaniami stanowi ok. 3 kilometrowy odcinek doliny Azau (licząc od czoła lodowca Wielki Azau), a dno doliny na tym odcinku położone jest na wysokości 2240-2640 m. n.p.m.(średni spadek dna wynosi 7,6 %).



Ryc. 2. Mapa hipsometryczna/zasięg współczesnych lodowców górnej części zlewni rzeki Azau (źródło: Mapa topograficzna 1:50 000, „Elbrus“, Rostow n. Donem, 1996; z uzupełnieniami autora)

Do głównej doliny biegnącej w kierunku NW-SE uchodzą 3 zawieszane doliny. W górnej części do Doliny Azau dochodzą z prawej strony doliny przekształcone przez lodowce Cziper-Azau i Czeget-Kara, natomiast w części środkowej, ze strony lewej dochodzi dolinka strumienia lodowcowego Mały Azau. Współcześnie dno doliny wykorzystuje rzeka Azau, która bierze początek w bramie lodowca Wielki Azau i w niższych partiach doliny zasilana jest strumieniami wypływającymi z lodowców Cziper-Azau, Czeget-Kara i Mały Azau. Zlewnię rzeki Azau na analizowanym odcinku od południa ogranicza grań „Donguz-Orunbashi (3769 m. n.p.m.) oraz Główny Grzbiet Kaukazu Centralnego (grań Cziper-Azau (3264 m. n.p.m.), od zachodu oraz grań Azau-Bashi (3695 m. n.p.m.), natomiast od północy stoki Elbrusa (TMM, 2004).

Współczesny kształt Dolina Azau zawdzięcza zarówno procesom wulkanicznym i tektonicznym, jak i działalności lodowców górskich (w tym procesom fluwioglacjalnym) oraz natężonym procesom stokowym, a także fluwialnym.

W trakcie badań terenowych była możliwość obserwacji skutków oddziaływania wszystkich wspomnianych procesów, a także intensywnych procesów współczesnych.

Budowa geologiczna

Biorąc pod uwagę budowę geologiczną, Dolinę Azau podzielić można na 3 główne części, z których każda formowana była przez inne procesy i w innym okresie geologicznym.

Pierwszą, najstarszą grupę stanowią skały należące do krystalicznego trzonu całego Wielkiego Kaukazu zbudowanego z prekambryjskich łupków krystalicznych poprzecinanych dolnopaleozoicznymi intruzjami granitowymi (Grodzjetskij, 1954). W trakcie badań w dolinie zaobserwowano osady zbudowane jedynie z granitów (granodiorytów), można więc przyjąć, że tą część Grzbietu Głównego budują skały dolnopaleozoicznych intruzji granitowych. Skały te występują na powierzchni w obrębie prawego, południowo-zachodniego zbocza Doliny Azau, ponadto wyłaniają się spod skał młodszych w niektórych partiach zbocza lewego oraz wychodzą na powierzchnię w postaci barańca w górnej części dna Doliny Azau.

Drugą grupę stanowią skały budujące masyw Elbrusa, z których w obrębie analizowanego odcinka Doliny Azau, na powierzchni zaobserwować można andezyty i dacyty - skały wulkaniczne będące produktem holocenijskich erupcji Elbrusa. Skały te budują wyłącznie lewe, północno-wschodnie zbocze doliny. Spod tych najmłodszych skał pochodzenia wulkanicznego, w północno-wschodniej części doliny Azau, wyłaniają się serie osadów glacialnych, których powstanie datuje się na środkowy plejstocen.

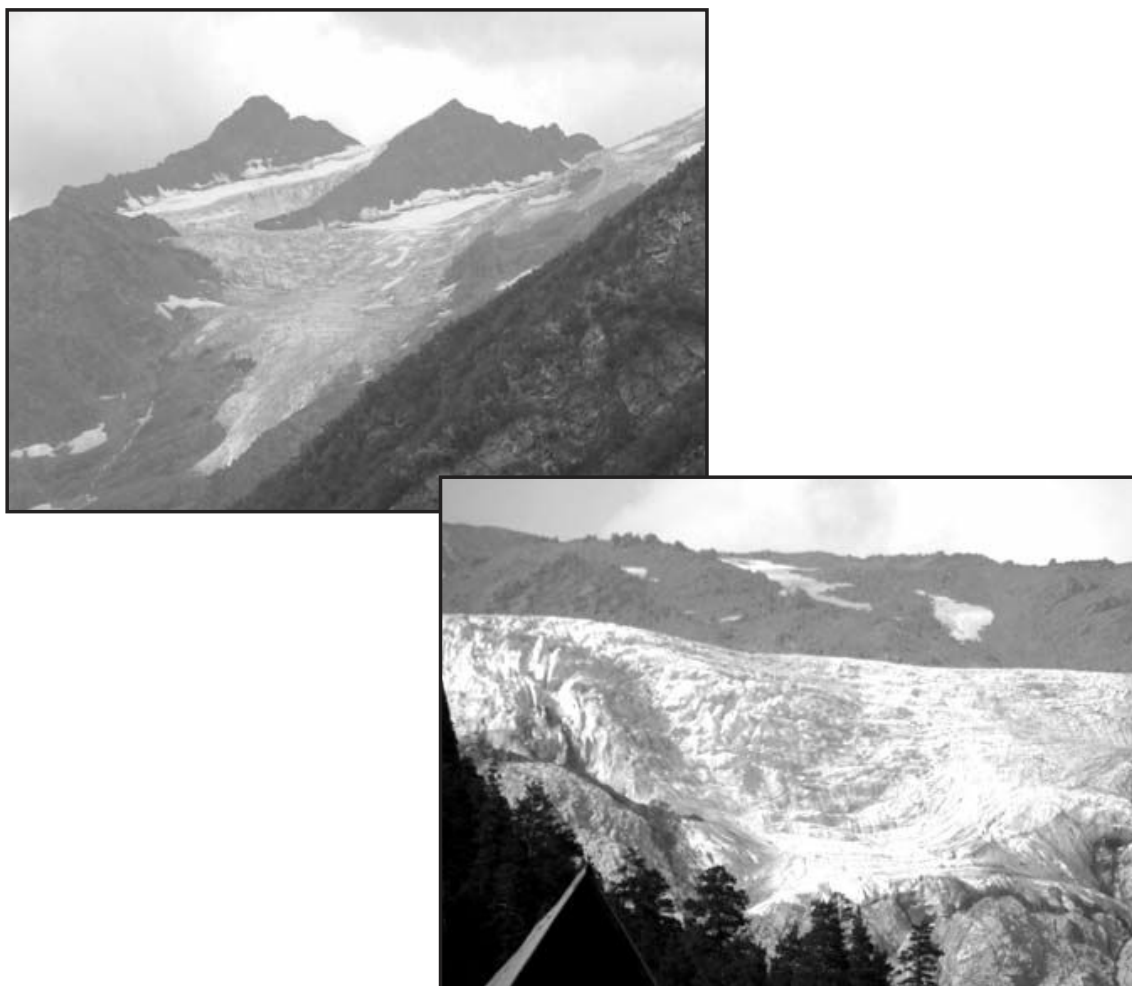
Trzecią grupę stanowią najmłodsze osady budujące dno oraz najniższe części zboczy Doliny Azau będące przede wszystkim produktem procesów akumulacji glacialnej, fluwioglacialnej, współczesnych procesów stokowych oraz fluwialnych (Tushynsky, 1968).

W formowaniu się Doliny Azau bardzo ważne miejsce zajmuje tektonika. Dolina ta została założona na uskoku należącym do strefy głębokich dyslokacji determinujących powstawanie struktur blokowych w skali regionalnej tej części Wielkiego Kaukazu (uskok ten rozdziela Grzbiet Główny od Grzbietu Boczno Wielkiego Kauka-

zu). Ponadto, w obrębie Doliny Azau przebiega prostopadle do poprzedniego uskoku, który należy do głównej strefy tektonicznej całego Kaukazu determinującej główne fazy jego wypiętrzania. Rys tektoniczny doliny uzupełniają trzy mniejsze dyslokacje, z którymi wiąże się genezę zawieszonych nad Doliną Azau mniejszych dolinek.

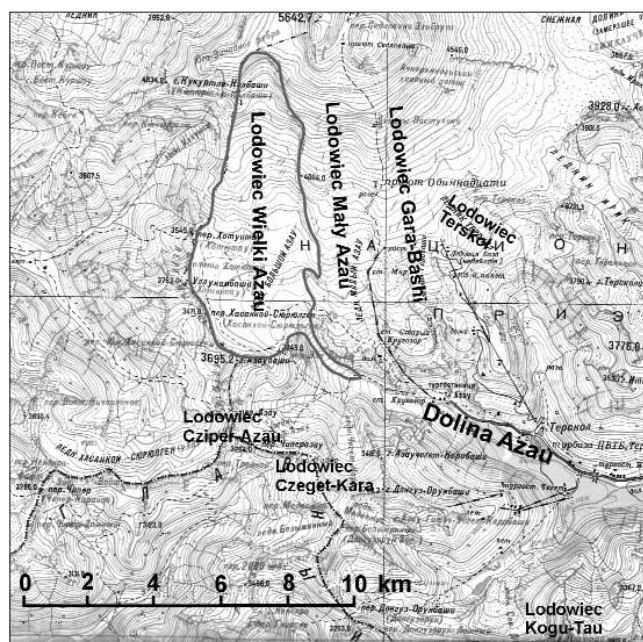
Lodowce Kaukazu Wielkiego

W alpejskiej strefie centralnej części Kaukazu Wielkiego, lodowce są obecne wyłącznie w górnych partiach dolin (Tushynsky, 1968) i Dolina Azau nie stanowi w tym przypadku wyjątku. Wyjątkowy



Fot. 1. Z lewej strony niewielki zamierający lodowiec Kogu-Tau posiadający znikomą energię erozyjną, transportującą i akumulującą (fot. autora); po prawej stronie lodowiec Terskoł o znacznie większych rozmiarach, a tym samym większej kompetencji (fot. G.Wierzbicki)

jest natomiast fakt, że ze względu na omówione wyżej położenie, w obrębie zlewni rzeki Azau występują formy powstałe wskutek działalności zarówno lodowców, które położone są w obrębie kaukaskiego Grzbietu Głównego, jak i lodowców spływających ku dolinom z czapy lodowej Elbrusa. W obrębie całej zlewni rzeki Azau znajduje się 12 lodowców (TMM, 1996), z których aktualnie tylko 4 są na tyle duże, aby mieć znaczący wpływ (zarówno bezpośredni jak i pośredni) na współczesne modelowanie rzeźby. Są to lodowce: Wielki Azau, Mały Azau, Gara-Bashi oraz Terskoł (fot.1) i każdy z nich posiada pole firnowe w obrębie wulkanicznego stożka Elbrusa i spływa ku dolinom w postaci typowego jezora lodowcowego. Pozostałe 8 lodowców to lodowce cyrkowe lub wiszące lodowce cyrkowe, o niewielkich rozmiarach (ryc.3). Po okresie wczesnego holocenu lodowce ponownie wkroczyły na badany teren 4-6 tys. lat temu, a następnie, po fazie recesji, 2 000 lat temu nastąpiła ponowna transgresja (Tushynsky,1968). Ze względu na ograniczoną ilość danych poniżej przedstawione badania ograniczone zostaną do okresu ostatnich 300-400 lat. Porównując współ-



Ryc. 3. Położenie lodowca Wielki Azau i innych lodowców południowego skłonu Elbrusa (stan na rok około 1960) (źródło: Mapa topograficzna 1: 100 000, „Prielbrusje“, Rostow n. Donem, 1996)

czesny wygląd i zasięg wszystkich lodowców ze starymi mapami, rysunkami czy wynikami pomiarów glaciologicznych sprzed 150, 100, 50, 25 czy nawet sprzed jednego roku stwierdza się olbrzymie tempo topnienia tych lodowych gigantów, po których niebawem zachowują się wyłącznie żłoby, moreny czy rysy lodowcowe (Tushynsky 1968).

Najlepszym przykładem obrazującym zarówno ogromną zmienność zasięgu kaukaskich lodowców w bardzo krótkim czasie, jak i ich dużą zdolność erozyjną, transportową i akumulacyjną, jest lodowiec Wielki Azau, który charakteryzuje się największą powierzchnią i długością spośród wszystkich lodowców zlewni rzeki Azau (a także całego południowego skłonu Elbrusa) będąc drugim co do wielkości lodowcem spływającym ze stożka Elbrusa. (Tushynsky, 1968) Aktualnie (stan na wrzesień 2006r.) jego czoło znajduje się na wysokości ok. 2640 m. n.p.m., zaś jego długość wynosi ok. 9 km, a powierzchnia ok. 19 km².

Ten olbrzymi w skali Kaukazu lodowiec zajmuje ponad 15% powierzchni całej czapy lodowej Elbrusa i na ponad 96% swojej powierzchni stanowi część tej czapy, dostosowując swój kształt do kształtu całej południowo-zachodniej części wulkanicznego stożka. W tym rejonie ogromny obszar zasilania lodowca ograniczony jest od północy „skałami Kukurtau“, które przebiegają równoleżnikowo na wysokości 5200 m. n.p.m., tak więc obszar leżący bezpośrednio pod tymi skałami można uznać za początek lodowca Wielki Azau. Od zachodu lodowiec ograniczony jest skalistymi grzbietami Hotujtau, Ułłukanbashi, natomiast od południa grzbietem Azaubashi. Wschodnia granica lodowca jest mniej czytelna i przebiega południkową, andezytowo-dacytową grzędą, która oddziela lodowiec Wielki Azau od lodowca Mały Azau. Granica ta powstała dopiero w połowie XIX wieku, natomiast do tego czasu dwa wspomniane wyżej lodowce stanowiły jedno ogromne lodowe cielsko. Na wysokości 3140 m. n.p.m. lodowiec Wielki Azau spływa jęzorem o szerokości ok. 400 m. ku dolinie stając się w tym momencie typowym lodowcem dolinnym typu alpejskiego (Tushynsky, 1968) To właśnie na tym odcinku, rozciągającym się od wysokości 3140 m. n.p.m. do wysokości, w której położone było czoło lodowca Wielki Azau na przestrzeni ostatnich 400 lat zachodziły najistotniejsze zmiany.

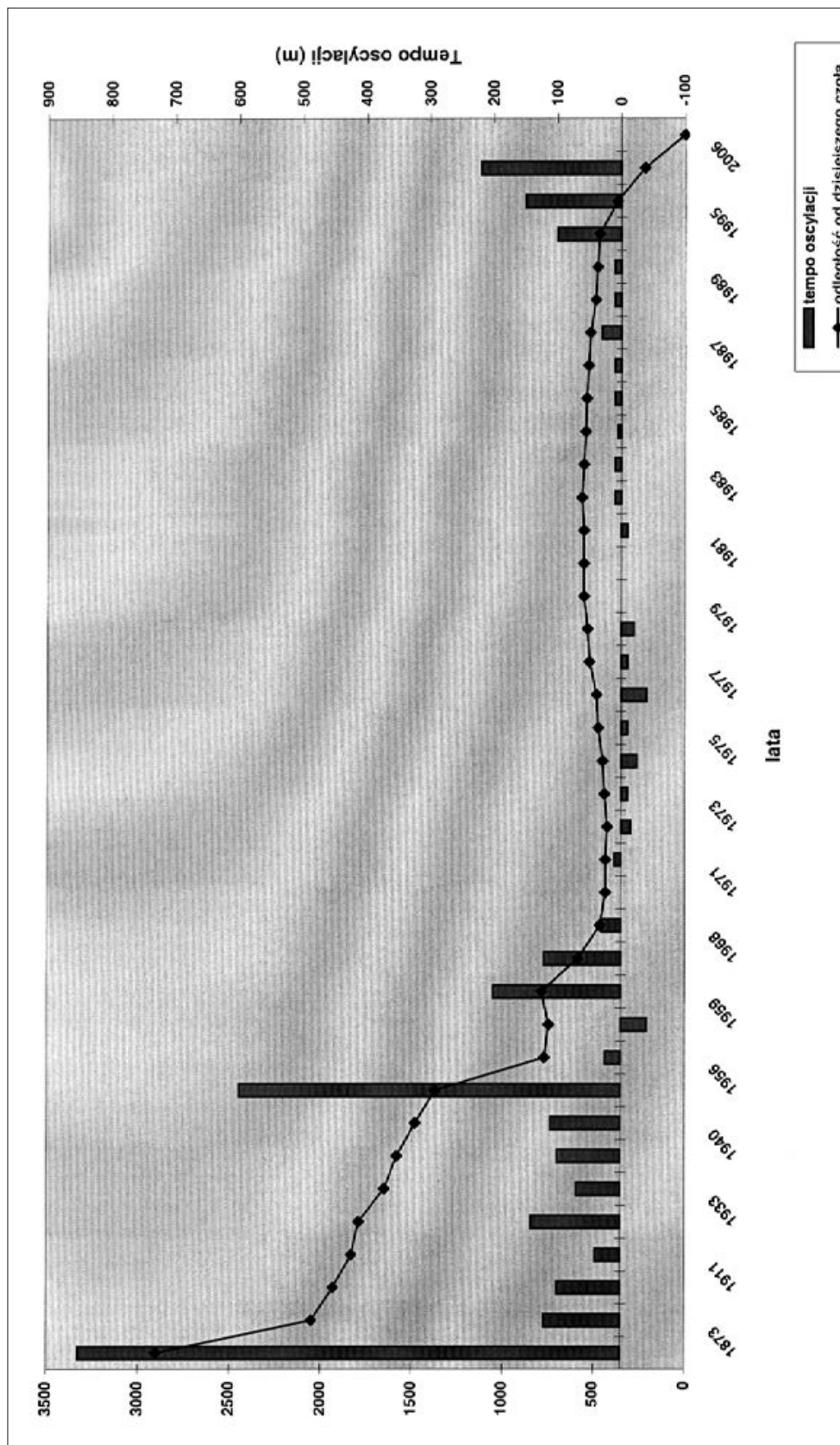
Lodowiec Wielki Azau, podobnie jak wszystkie lodowce tej części Wielkiego Kaukazu, charakteryzuje się bardzo dużą aktywnością związaną ze znacznym pionowym gradientem akumulacji i ablacji.

Średnia wartość wymiany lodu oceniana jest na tym obszarze na 50-100 lat. Skutkiem wysokiej wartości współczynnika aktywności lodowców kaukaskich jest znaczne natężenie procesów glacialnych, a tym samym intensywne formowanie się rzeźby lodowcowej (Bashe-nina, 1974) Dowodem na to jest bez wątpienia wygląd Doliny Azau, która obfituje w ogromną ilość śladów działalności lodowca, który powoli wycofuje się z obszaru doliny.

Recesyjne formy lodowca Wielki Azau

Głównym świadectwem gwałtownych zmian w zasięgu lodowca Wielki Azau jest kompleks 13 moren czołowych, które wyraźnie wyodrębniają się w rzeźbie doliny. Dzięki bezpośrednim obserwacjom rozlicznych badaczy, a także współczesnym datowaniom lichenometrycznym oraz dendrochronologicznym (datowano pnie drzew odnajdywane wewnątrz moren) powstał bardzo szczegółowy schemat zasięgów lodowca Wielki Azau oraz przebiegu jego recesji.

Jakkolwiek, na obszarze Doliny Azau, w odległości ok. 4,5 kilometra od współczesnego czoła lodowca Wielki Azau występują osady glacialne datowane na 4-6 tys. BP, to ze względu na brak pewności co do drogi ich transportu oraz źródła, wyznaczenie zasięgu lodowca Wielki Azau na podstawie owych osadów nie jest obecnie możliwe. Najstarsze wydatowane formy morenowe, których geneza związana jest już ewidentnie z działalnością lodowca Wielki Azau, znajdują się w odległości nieco ponad 3 kilometrów od czoła współczesnego lodowca, w obrębie Polany Azau (Andjejevna, 2006). Jest to kompleks dwóch potężnych moren czołowych, z których starsza datowana jest na XIII-XIV w., młodsza na XVII w. Wyznaczają one przedostatnią fazę transgresji lodowca Wielki Azau (Tushynsky, 1968) Kolejne 11 wałów moren czołowych rozmieszczonych jest na odcinku doliny o długości ok. 3 kilometrów. Ich obecność daje pogląd na tempo recesji lodowca Wielki Azau w okresie ostatnich 157 lat odzwierciedlając przede wszystkim zmiany klimatyczne na omawianym obszarze. Trzeba jednak zaznaczyć, że takie, a nie inne rozmieszczenie moren czołowych będące efektem działalności lodowca Wielki Azau jest skutkiem nie tylko zmian klimatycznych, ale również warunków topograficznych.



Ryc.4. Wahania czoła lodowca Wielki Azau oraz tempo oscylacji dla wieloleci lub okresów rocznych

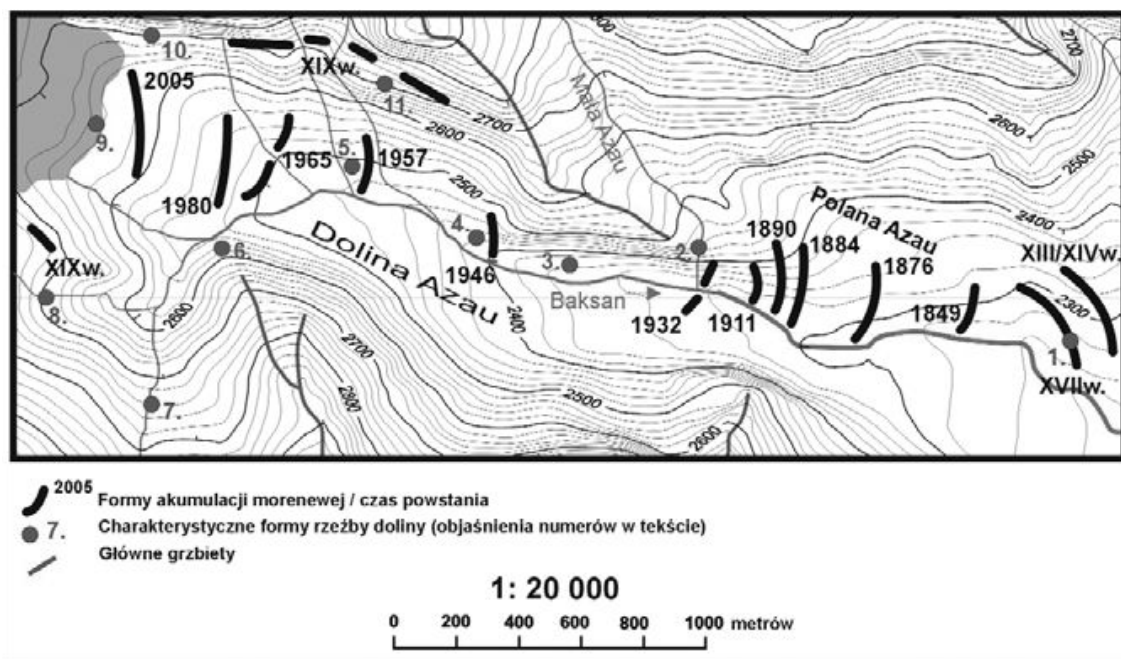
W 1849 r. czoło lodowca Wielki Azau było wysunięte najdalej w Polanę Azau i znajdowało się ok. 2900-3000 m od dzisiejszego czoła lodowca na wysokości 2243 m. n.p.m. Z tego roku pochodzą też pierwsze geograficzne informacje z tego terenu w postaci szkicu poziomicowego oraz rysunków jezora lodowca Wielki Azau wychodzącego z wąskiego kanionu w szeroką Polanę Azau (Tushynsky, 1968; Bashenina, 1974). Rysunek oraz literatura z tamtego okresu wyraźnie wskazują na to, że lodowiec wszedł daleko w obszar lasu sosnowego (o czym zresztą świadczą zachowane w morenie pnie sosnowe datowane na ten właśnie rok). Od 1849r. czoło lodowca Wielki Azau gwałtownie wycofywało się aż do połowy XX wieku. Okres względnego osłabienia dynamiki czoła lodowca, a nawet jego niewielkich oscylacji w dół doliny przypadł na lata 1970-1990, w których przeprowadzono bardzo szczegółowe, coroczne badania lodowca. Obrazuje to przedstawiony wykres (ryc.4). Warto zwrócić uwagę na bardzo gwałtowne wycofanie się czoła lodowca w krótkim czasie w latach 50-tych XX wieku. Sytuacja ta była spowodowana przez wzmożoną ablacją, lecz trzeba zaznaczyć, że w tych latach degradacja lodowca przebiegała w warunkach stromo nachylonego dna doliny i charakteryzowała się bardzo wzmożonym obrywaniem (cieleniem się) czoła lodowca. W tym należy również upatrywać przyczynę znacznego w tym okresie cofania się czoła lodowca (Tushynsky, 1968) Zwracają też uwagę najnowsze dane dotyczące dynamiki lodowca; wartości cofania przekraczają tu wielokrotnie wartości sprzed 20-30 lat. Poza wpływem zmian klimatycznych panujących w ciągu ostatnich lat trzeba uwzględnić również morfologię dna doliny, a szczególnie jego znaczny spadek. Ponadto zaznaczyć trzeba, że aktualnie jezoro lodowca Wielki Azau (czoło na wysokości ok. 2640 m. n.p.m.) składa się prawie wyłącznie z martwego lodu.

Parę uwag dotyczących możliwości badawczych i charakterystyka przemierzanych tras

W teren wychodziliśmy codziennie około 7 rano, kiedy rzeka Azau (nazywana też przez Rosjan Baksanem z racji bycia odcinkiem źródłowym wielkiej kaukaskiej rzeki) była jeszcze spokojnym i stosunkowo płytkim strumieniem górskim. Nasz namiot rozbity był na skraju ogromnej moreny z XVII wieku (ryc. 6, punkt 1), około 80 metrów ponad korytem Baksanu. W teren podążaliśmy zazwyczaj „do-

łem“ czyli schodziliśmy do brzegów Baksanu i mijając moreny z 1949, 1876, 1884, 1890 roku (ryc. 5) dochodziliśmy do moreny z roku 1911, gdzie czekała nas codzienna „odprawa“ graniczna. Odcinek Doliny Azau, który codziennie odwiedzaliśmy położony jest na terenie granicznym z Gruzją (granica jest główny grzbiet Kaukazu). Na kontroli dokumentów spędzaliśmy czasem nawet godzinę, gdyż rosyjscy żołnierze nie tyle nie ufali naszym zamiarom, czy sprawdzanym codziennie, tym samym dokumentom, co urozmaicali sobie rozmową z nami 12 godzinną, nudną służbę w tym rejonie Elbrusa, do którego mało kto dochodzi. Podczas miesięcznych badań w dolinie tylko raz spotkaliśmy innych ludzi.

Po sprawdzeniu dokumentów i bardzo interesujących rozmowach z nastoletnimi żołnierzami pochodzącymi z najodleglejszych zakątków Rosji wychodziliśmy z Polany Azau i kierowaliśmy się w stronę z daleka już widocznego wąskiego przesmyku prowadzącego do najwyższego odcinka Doliny Azau. Przed wejściem do kanionu wchodziliśmy jeszcze na morenę z roku 1932 i w tym punkcie ukazywał się nam 50 metrowej wysokości piękny wodospad (ryc.5, punkt 2; fot. 7), który opadał stromym progiem skalnym do doliny Azau. Wodospad powstał w miejscu, w którym niegdyś lodowiec Mały Azau zasilał z lewej strony lodowiec Wielki Azau. Aktualnie po mniejszym bracie lodowca Wielki



Ryc. 5. Formy akumulacji morenowej w Dolinie Azau oraz lokalizacja najbardziej charakterystycznych i atrakcyjnych form

Azau pozostała pamiątka w postaci słabo przekształconej zawieszanej dolinki. Przekraczając lewy dopływ Baksanu - rzeczkę Mała Azau (co w godzinach porannych nie nastęcało większej trudności z racji małej ablacji), dochodziliśmy do właściwej części kanionu.

Jest to najwęższy punkt całej Doliny Azau ograniczony z lewej strony (patrząc od strony lodowca Wielki Azau) pionowymi, a także przewieszonymi ścianami 150-200 metrowej wysokości (ryc.5, punkt 3; fot. 2). Ściany te zbudowane z czarnych andezytów stanowią pozostałość po najmłodszej - holocenijskiej erupcji Elbrusa i są położone w miejscu jednego z największych w tym rejonie potoków law andezytowo - dacytowych (Bashenina, 1974; Tushynsky, 1968) Cechą



Fot. 2. Na lewym zdjęciu urwista ściana zbudowana z andezytów (bardzo dobrze widoczny cios heksagonalny) (fot. autora); na prawym zdjęciu 2 stożki usypiskowe tworzące formy „klepsydr“ (fot. G. Wierzbicki)

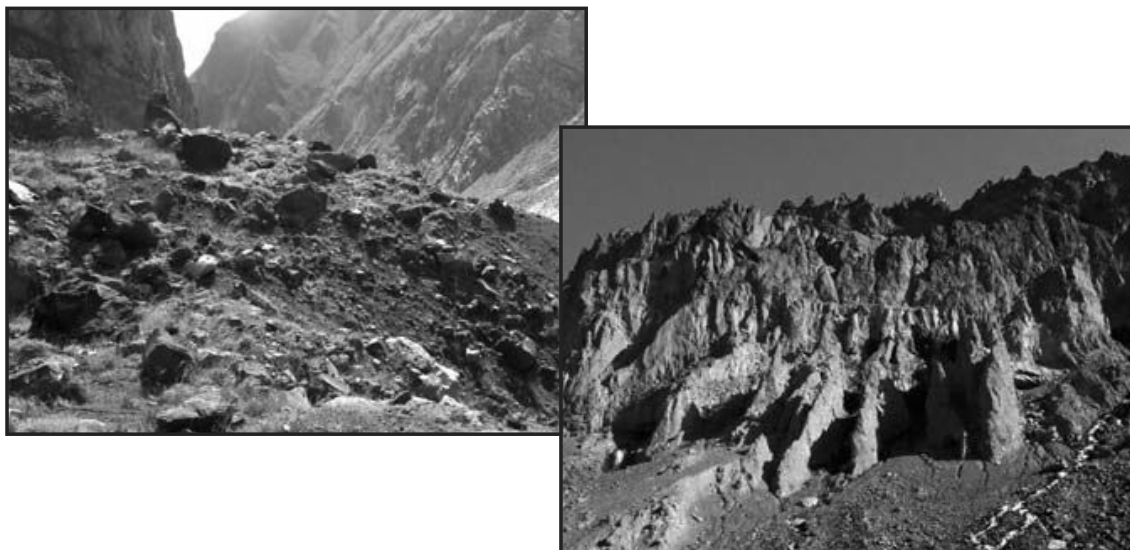
charakterystyczną owych ścian jest pięknie wykształcony cios heksagonalny widoczny na całej powierzchni ścian. U podstawy ścian znajdują się dwa, idealnie symetryczne stożki piargowe (fot. 2). Stożki te nazywane są przez rosyjskich geomorfologów „klepsydrami“ ze względu na to, że ponad ich wierzchołkami znajdują się odwrócone, stożkowe nisze, które jeszcze przed 1932 rokiem (czyli podczas obecności w tym miejscu lodowca Wielki Azau) wypełniał materiał skalny, który w wyniku utraty podparcia glacialnego został usypany u podstawy ścian skalnych w postaci stożków piargowych.

Przy wejściu do dalszej, wyższej partii doliny, na prawym, granodiorytowym zboczu znajduje się potężny, rozciągnięty na niemalże całej długości stoku, płat śnieżnika (fot. 3). Po wyjściu z kanionu, drogę zagraża nam morena z 1946 roku. Identyfikacja moren czołowych nie sprawia żadnej trudności, ze względu na ich doskonałe oznaczenie. Na ogromnych głazach Rosjanie wielkimi cyframi oznaczyli wiek moren czołowych, a tym samym rok, w którym w tym miejscu położone było czoło lodowca. Morena z 1946r. nie stanowi jednego wału, lecz szereg wąskich wałów poprzedzielanych głębokimi zagłębieniami. Jest to efekt procesów termokrasowych (ryc. 5, punkt 4).

Po minięciu moreny z 1946 r. dochodziliśmy do najbardziej niebezpiecznej części codziennych tras. Nie mogąc przemieszczać się pod zboczami ze względu na bardzo natężone procesy stokowe (najbardziej niebezpieczne wydawały się obrywy głazów kilkumetrowej średnicy (fot. 6) szliśmy jak najbliżej rzeki Baksan. Taka droga była jednak również uciążliwa i niebezpieczna, gdyż poruszaliśmy się po skraju niestabilnych podcięć spowodowanych erozją boczną rzeki Azau. Ewentualne wpadnięcie do strumienia proglacialnego było równoznaczne ze śmiercią; rzeka ta płynęła nie tylko z ogromną prędkością, ale niosła głazy wielkości ludzkiej głowy, ponadto jej temperatura wahała się w okolicach 1-2 stopni Celsjusza. Mijając ten newralgiczny punkt codziennych wypraw, znajdowaliśmy się w szerszym, stosunkowo bezpiecznym odcinku Doliny Azau. Morena z 1957 r., została odłożona na potężnym mutonie.

Charakterystyka rzeźby glacialnej i fluwio - denudacyjnej doliny rzeki Azau

Śladem niedawnego zlodowacenia są zaznaczające się w terenie wały moren czołowych. Stanowią one ułożone poprzecznie formy rozciągające się od dolnych partii prawych zboczy do osi doliny. Prawa część dna doliny pozbawiona jest form morenowych ze względu na ich degradację spowodowaną działalnością erozyjną rzeki Azau. Najmniej wyraźna jest forma najmłodsza (2005), która stanowi bardzo nieregularny pagór zbudowany z chaotycznie rozrzuconego ostrokrawędzistego materiału. Pozostałe, starsze formy morenowe są bardziej wyraźne i regularne. Zagłębienia między morenami z 1965r. i 1946r. stanowią obszary podmokłe, pokryte siecią płytkich cieków mających



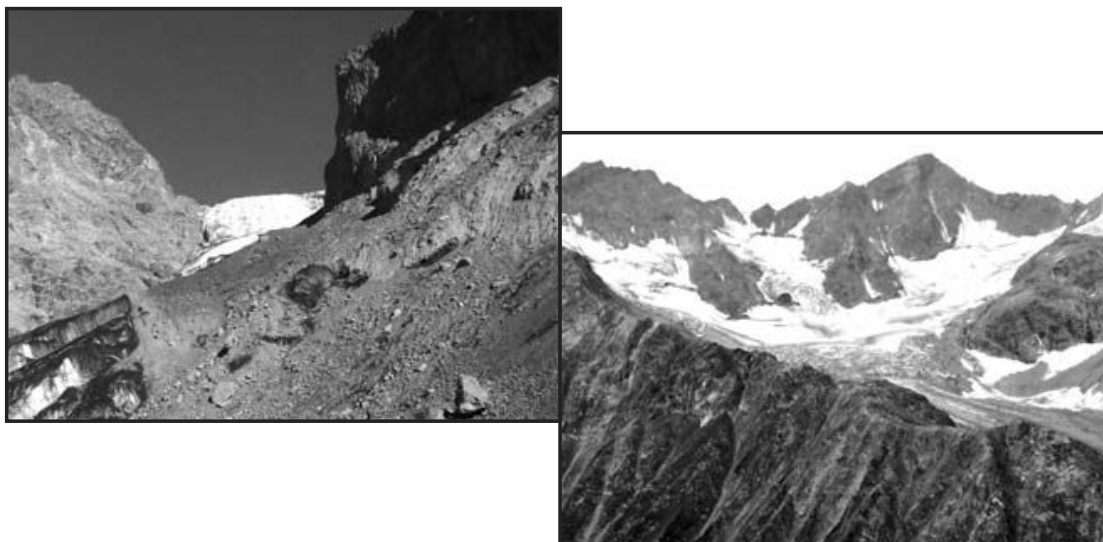
Fot. 3. Na lewym zdjęciu wał moreny czołowej z 1946 r. oraz na drugim planie ogromny śnieżnik zajmujący niemalże całą długość prawego zbocza doliny (fot. autora); na zdjęciu prawym widoczne resztki moreny bocznej z XIX w. tworzące aktualnie malownicze formy piramid (fot. autora)



Fot. 4. Materiał morenowy pozostawiony na mutonie. Wyraźnie widoczna łagodna, proksymalna strona formy i stroma, dystalna (fot. autora)

swoje źródła w górnych częściach lewego zbocza. Zasięg pionowy lodowca Wielki Azau w okresie ostatniego zlodowacenia znaczą resztki moreny bocznej z XIX wieku (ryc.5, punkt 11), które układają się w górnych partiach lewego zbocza w bardzo nietypowe dla moren bocznych formy piramid (fot.3).

W obrębie prawego zbocza znajduje się ujście dwóch dolin zawieszonych nad Doliną Azau. Jediną pozostałością form glacialnych na prawym zboczu Doliny Azau są niewielkie fragmenty moreny bocznej z XIX w., która tutaj położona jest dużo niżej niż ma to miej-



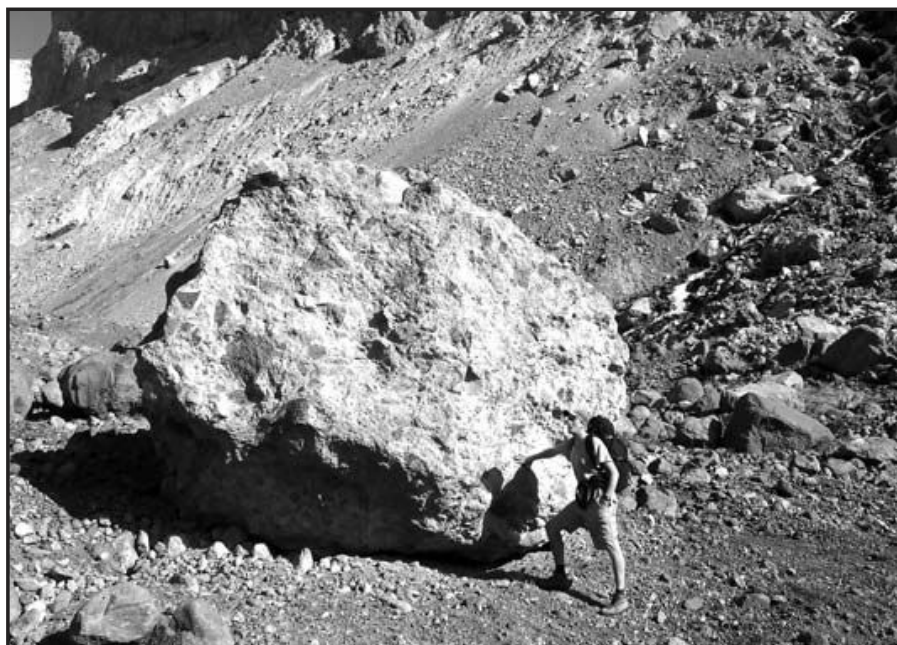
Fot. 5. Na lewym zdjęciu czoło lodowca Wielki Azau z moreną powierzchniową i wewnętrzną (fot. autora), na prawym zdjęciu topniejący lodowiec Czeget-Kara z całkowicie pokrytą moreną powierzchniową frontalną częścią jezora. (fot. G.Wierzbicki)

sce na zboczu lewym. Bardzo charakterystycznymi formami są barańce obecne w osi doliny (fot. 4) o łagodnych i wygładzonych (z obecnością rys lodowcowych) stokach proksymalnych i stromych stokach dystalnych. Ślady lodowcowego szlifowania widoczne są też w obrębie progu doliny lodowca Cziper-Azau oraz w obrębie szczytowych partii ścian skalnych lewego zbocza w okolicy zamknięcia doliny.

Współczesny jezior lodowca Wielki Azau pokryty jest w większości moreną powierzchniową (fot.5), która najprawdopodobniej stanowi materiał zarówno wytopiony z partii stropowych lodu, jak i materiał przemieszczony na powierzchnię lodowca w wyniku grawitacji. 15-20 metrowa ściana czoła lodowca jest bogata w morenę wewnętrzną. Z bramy lodowcowej wypływa w porze maksymalnej ablacji, potok Azau o ogromnej sile.

Dolina Azau charakteryzuje się asymetrią zboczy, która jest szczególnie widoczna w górnych, pozbawionych pokrywy zwietrzeli-

nowej partiach. Górne partie zbocza lewego stanowią pionowe i często przewieszane ściany skalne zbudowane z młodych skał wulkanicznych. Dolne partie obydwu zboczy charakteryzują się podobnym spadkiem ze względu na nadbudowanie ogromną ilością zwietrzeliny



Fot. 6. Typowe dla obszarów gór wysokich głązy kilkumetrowej średnicy zdeponowane wskutek obrywów skalnych (fot. autora)

przemieszczonej grawitacyjnie. Materiał stokowy zazwyczaj równomiernie pokrywa całą szerokość zbocza nie tworząc klasycznych stożków usypiskowych.

Obszary obydwu zboczy, w granicach nachylenia 35-45° są bardzo intensywnie modelowane przez potoki błotno-gruzowe, natomiast dla zboczy o nachyleniu ponad 55° charakterystyczne są obrywy skalne. Potoki błotno-gruzowe charakteryzują się dużą częstotliwością. Zdarzało się, że jednego dnia można była zaobserwować kilka potoków błotno-gruzowych. Również bardzo wyraźne są liniowe formy utworzone wskutek działalności tej grupy procesów stokowych. Stanowią one głębokie podłużne rynny, które nawet w ciągu kilku dni po deszczach nawalnych (występujących w okresie letnim codziennie) mogą osiągnąć 2 metry głębokości i 2 metry szerokości (ryc.12).

Asymetrią charakteryzuje się również położenie koryta Baksanu. W górnej części doliny rzeka zajmuje prawą część dna, aby w środku-

wej części płynąć osią doliny, potem lewą częścią dna, a w dolnej części znowu zająć prawą stronę. Sytuacja taka związana jest zarówno z agradacyjną działalnością procesów stokowych, które mają wpływ na kształtowanie topografii dna, z występowaniem masywnych wałów moren czołowych lub dużych nagromadzeń głazów pochodzenia glacialnego, obecnością krystalicznych, twardych barańców, ale możliwa jest również działalność procesów neotektonicznych tak charakterystycznych dla obszaru Kaukazu.



Fot. 7. Na lewym zdjęciu olbrzymia rynna erozyjna powstała wskutek działalności potoków błotno- gruzowych; na prawym zdjęciu wodospad spadający z zawieszanej doliny lodowca Mały Azau (fot. G.Wierzbicki)

Baksan jest typową proglacjalną rzeką roztokową o bardzo dużej energii i ogromnym obciążeniu. W obrębie koryta znajduje się bardzo duża ilość łach zbudowanych z gruboziarnistego, dobrze obtoczonego materiału. W zależności od pory dnia i od panującej aktualnie pogody różnice w przepływie determinowane są natężeniem ablacji. Wczesnie rano przy pochmurnej pogodzie łachy akumulowane w rzece są odkryte prawie w całości zaś w czasie wczesnego popołudnia widoczne są tylko ich najbardziej skrajne części. Baksan eroduje dno doliny wskutek zarówno ogromnej energii przepływu, jak i działalności współczesnych procesów tektonicznych wynoszących obszar Kaukazu. Wyraźne są też efekty działalności erozji bocznej w postaci dużych rozmiarów podcięć w obrębie moren, stożków usypiskowych, jak również wychodni litych skał.

Zarys badań nad osadami w Dolinie Azau

Ze względu na intensywne procesy współczesnej depozycji glacialnej, fluwioglacialnej, grawitacyjnej i rzecznej, Dolina Azau jest doskonałym poligonem do badań sedymentologicznych. Dzięki analizie literatury, map, a zwłaszcza obserwacji terenowych, można wyznaczyć w Dolinie Azau obszary akumulacji osadów różnej genezy. Lewa część dna doliny (do osi formy) jest obfita w materiał osadowy pochodzenia glacialnego i fluwioglacialnego zakumulowanego zarówno w postaci wałów moren czołowych jak i powierzchni moreny dennej. Ponadto, nagromadzenia materiału glacialnego dostępne są w górnych partiach zbocza lewego (resztki moren bocznych). W dolnych partiach zarówno lewego, jak i prawego zbocza widoczne są osady stokowe, natomiast osady fluwialne i fluwioglacialne są nagromadzone w okolicach koryta Baksanu.

Głównym przedmiotem badań w Dolinie Azau była charakterystyka osadów budujących wały moren czołowych. Ich celem było określenie zależności między odległością od źródła materiału (drogi transportu) a stopniem obróbki ziarn gruboklastycznych oraz próba określenia rodzaju transportu glacialnego: aktywnego (subglacialnego) lub pasywnego (supra- i inglacialnego). Dolina Azau z młodymi, a przy tym szczegółowo wydatowanymi morenami, okazała się bardzo dobrym terenem, aby spełnić założone cele.

W trakcie badań terenowych scharakteryzowano podstawowe cechy teksturalne ziaren wybranych frakcji (ich kształt oraz obtoczenie), a analizy te uzupełniono określeniem ich litologii. Analiza kształtu ziaren została przeprowadzona na podstawie pomiaru trzech osi ziaren skalnych (najdłuższej, średniej, najkrótszej), natomiast do analizy obtoczenia wykorzystano metodę Olszewskiego (1974). Stanowiska pomiarowe zlokalizowano na 5 morenach czołowych (z 2005r., 1980r., 1946r., 1932r. oraz XVII w.) oraz (dla porównania) na 2 stożkach usypiskowych oraz dwóch łachach bocznych Baksanu. Scharakteryzowano po 50 ziaren skalnych we frakcjach 3-5, 7-10, 15-17, 20-25, 27-30 i 33-37 cm, co łącznie dało liczbę 300 opisanych ziaren na każdym stanowisku. W sumie przeanalizowano 2700 ziaren skalnych.

Wstępne wyniki analiz przeprowadzonych w warunkach kameralnych są bardzo obiecujące i będą omówione w następnym opracowaniu. Część informacji zawartych w artykule pochodzi od Naczelnika Bazy Naukowej im. G.K.Tyshynskiego Uniwersytetu Moskiewskiego - Pani Natalii Andriejevny. Autor serdecznie Jej dziękuje za dyskusje naukowe i przekazane wiadomości.

Literatura

- Bashenina N.V., Golubev G.N., Miagkov S.M., Tushynsky G.K., 1974, Geomorphology of Elbrus Mt. Area, *Studia Geographica*, vol 44, Institute of Geogrphy, Brno.
- Czeppe Z., Flis J., Mochnacki R., 1966, *Geografia Fizyczna Świata*. PWN, Warszawa.
- Grodzjetskij N.A., 1954, *Fizicieskaja Geografija Kavkaza*, IMU, Moskwa.
- SAYSSE-TOBICZYK K., 1961, *Polskie Wyprawy Egzotyczne*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Tushynsky G.K., 1968, *Oljedjenjenje Elbrusa*, IMU, Moskwa.
- Wdowiak S., 1967, *Żywy Kaukaz*, Muzeum Ziemi PAN, Warszawa.